زمین‌شناسی و ژنز کانسار سلستیت بابامحمد در مرز سازندهای گچساران و میشان، استان کهکیلویه و بویراحمد

قدرت‌اله رستمی پایدار[1]*، اردلان طاهرزاده[2] و منصور عادل‌پور[3]

۱و ۳- گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد اهواز، اهواز، ایران
۲- گروه زمین‌شناسی، دانشگاه آزاد اسلامی، واحد بهبهان، بهبهان، ایران

نویسنده مسئول: rostamigsi2006@gmail.com*

دریافت: ۹۴/۷/۱۳ پذیرش: ۹۴/۱۲/۱۱

چکیده

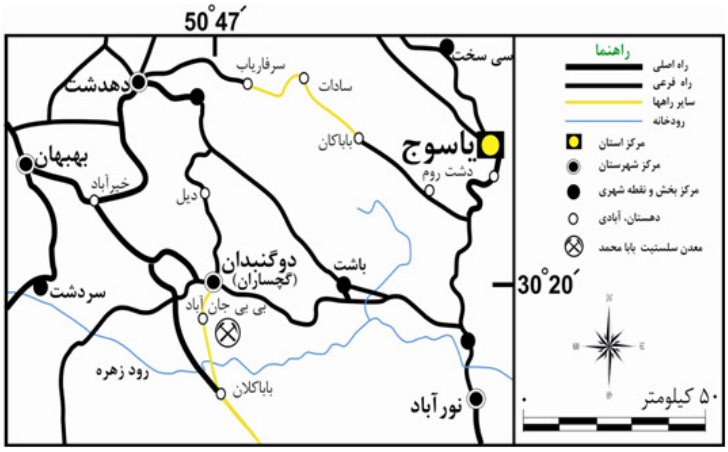
کانسار سلستیت بابامحمد در جنوب‌غرب ایران و فاصله ۱۸ کیلومتری جنوب شهرستان گچساران واقع شده است. در این محدوده افق معدنی حاوی سلستیت در مرز سازندهای گچساران و میشان قرار دارد. زایش بخش اعظم سلستیت، با توجه به شکل و چگونگی قرارگیری آن، در توالی تبخیری، بطور عمده دیاژنتیک ارزیابی شده و بخش کمی از آن، احتمالاً در اثر اشباع محلول استرانسیوم در محیط تبخیری و به صورت همزمان با رسوب‌گذاری تشکیل شده است. با توجه به فراوانی ژیپس در محیط تبخیری و در نتیجه فراوانی یون سولفات در آب و نیز پایین بودن انحلال‌پذیری سولفات استرانسیوم در مقایسه با سولفات کلسیم، حضور یون‌های استرانسیوم در محیط، موجب تشکیل سولفات استرانسیوم (سلستیت) شده است. منشاء استرانسیوم از آب دریا و یا شوراب‌های منشاء گرفته از آب دریاست؛ به این صورت که در ابتدا سیال کانی‌ساز احتمالاً توسط تبخیر آب دریا در یک جایگاه سبخا ایجاد شده و همانطور که این شوراب‌ها وارد رسوبات زیرین می‌شوند، مقادیر قابل‌توجهی از استرانسیوم را از رسوبات میزبان می‌شویند. هنگامی که این سیالات غنی از استرانسیوم داخل لایه‌های رویی شامل مواد کربناته و ژیپس تخلیه شود، ته‌نشینی سلستیت توسط جانشینی کانی‌های موجود هم‌چنین توسط اختلاط سیال کانی‌ساز با شوراب‌های غنی از سولفات که در داخل لایه‌ها محبوس شده، اتفاق افتاده است. وجود بلورهای سلستیت با شکل کامل بلوری انیدریت و ژیپس، جانشینی این کانی‌ها توسط سلستیت را نشان می‌دهد. بر اساس مشاهدات صحرایی، ویژگی‌های زمین‌شناسی، کانی‌سازی، مطالعات ژئوشیمیایی و آنالیز رخساره‌های رسوبی، کانسار سلستیت بابامحمد یک کانسار رسوبی- دیاژنتیکی است.

واژه‌های کلیدی: گچساران، سلستیت، رسوبی- دیاژنتیکی، کانسار بابامحمد

۱- مقدمه

سلستیت با ترکیب سولفات استرانسیوم ($SrSO_4$)، مهم‌ترین و تنها کانی اقتصادی استرانسیوم را در طبیعت تشکیل می‌دهد [۲]. هر چند کشور ایران دارای کانسارهای بزرگی از سلستیت بوده و در ردیف سومین صادر کننده سلستیت دنیا است [۱۶]، با این وجود پژوهش‌های اندکی در رابطه با سلستیت ایران انجام شده است (مانند کانسارهای قبر قیصر، افتر و نظایر آن). کانسار سلستیت بابامحمد در ۱۸ کیلومتری جنوب شهرستان گچساران در استان کهکیلویه و بویراحمد واقع شده است (شکل ۱). منطقه مورد مطالعه شامل دو بخش شمالی و جنوبی است که بخش شمالی بین طول‌های شرقی ´۴۵ °۵۰ تا ´۴۸ °۵۰ و عرض‌های شمالی ´۱۳ °۳۰ تا ´۱۴ °۳۰ واقع شده و دارای مساحتی حدود ۴/۵ کیلومتر مربع است. محدوده جنوبی بین طول‌های شرقی ´۴۲ °۵۰ تا ´۴۸ °۵۰ و عرض‌های شمالی ´۱۱ °۳۰ تا ´۱۲ °۳۰ واقع شده و دارای مساحتی حدود ۱۰ کیلومتر مربع است. این منطقه در تقسیم‌بندی ساختمانی- رسوبی ایران از نظر اشتوکلین [۲۱] و تقسیم‌بندی زمین‌ساختی ایران از نظر نبوی [۷] در نوار چین‌خورده-رورانده زاگرس قرار می‌گیرد. این منطقه در برگه زمین‌شناسی ۱:۱۰۰.۰۰۰ گچساران واقع شده است. در ایران سلستیت در ایران مرکزی و زاگرس یافت می‌شود [۶]. مهم‌ترین کانسارهای سلستیت ایران مرکزی در بخش مارنی-گچی واحد c_2 سازند قم هستند. در زاگرس کانسارهای سلستیت در گنبدهای نمکی، سازند آغاجاری، گچساران و آسماری یافت شده است که مهم‌ترین آن‌ها مربوط به تاقدیس بنگستان و نواحی مجاور آن می‌باشد [۸]. این کانسارها

در سازندهای آسماری و گچساران تشکیل شده‌اند. سلستیت‌های سازند آسماری بیش از ۶۰ کیلومتر رخنمون دارد و در مناطقی همچون تنگ‌بن، پشت‌پر، دوپر نظری، ترتاب، ابوالفارس تا بخش شمالی تاقدیس قابل مشاهده هستند. این کانسار دارای ۳۰ هزار تن ذخیره با عیار متوسط ۸۷/۴ درصد است که از سال ۱۳۸۶ مورد برداشت قرار گرفته است [۸]. هدف از این پژوهش ارائه الگویی جهت تعیین منشاء کانسار سلستیت بابامحمد و منشاء احتمالی استرانسیوم سلستیت با توجه به شواهد زمین‌شناسی، سنگ‌نگاری، بافتی و ژئوشیمیایی است.



شکل ۱. موقعیت جغرافیایی کانسار سلستیت بابامحمد و راه‌های دسترسی به منطقه

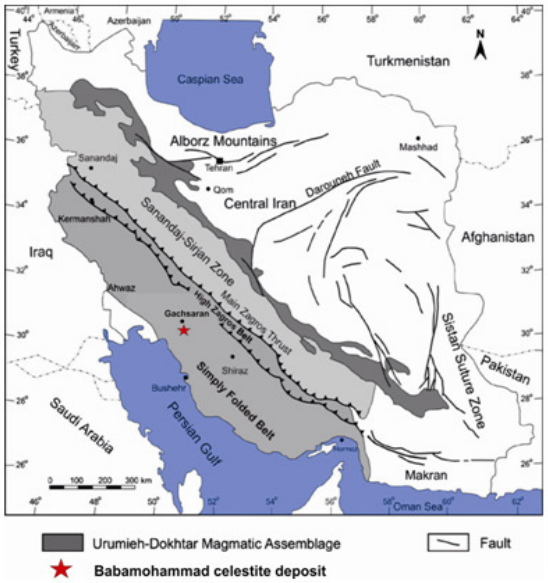
روش مطالعه

پس از انجام مطالعات دقیق صحرایی و سنگ‌شناسی در محدوده مورد مطالعه، تعداد ۶ نمونه به‌منظور انجام تجزیه شیمیایی توسط دستگاه طیف نج نشری پلاسمای جفتیده القایی (ICP-OES) برای اندازه‌گیری عناصر اصلی و فرعی و تعداد ۲۹ نمونه به‌منظور مطالعات کانی‌شناسی و بافت و ساخت انتخاب شد. پس از مطالعه مقاطع میکروسکوپی، تعداد ۲۶ نمونه برای تجزیه شیمیایی توسط تجزیه دستگاهی فلورسان پرتو X (XRF) انتخاب و به شرکت کانساران بینالود ارسال گردید. نتایج تجزیه شیمیایی عناصر اصلی (بر حسب درصد) و عناصر فرعی (بر حسب ppm) در جدول ۱ نشان داده شده است.

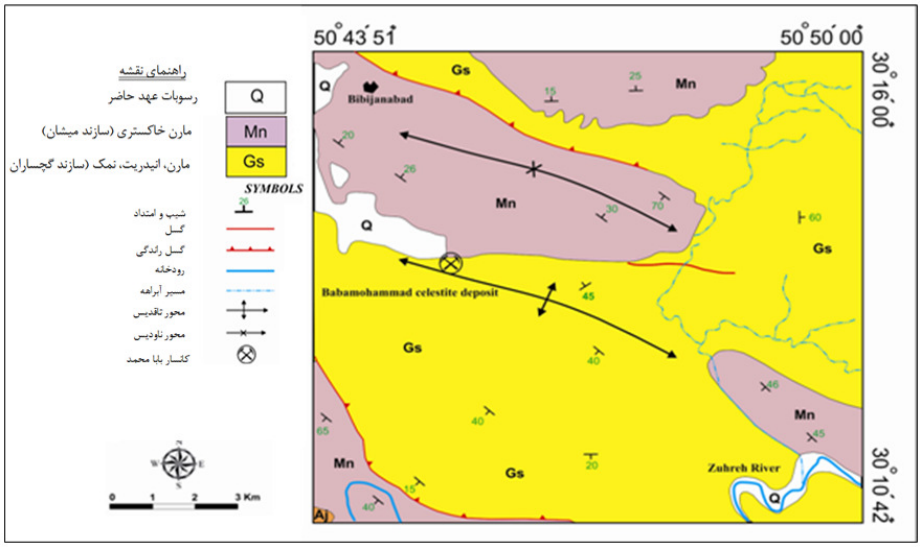
بحث و بررسی

زمین‌شناسی منطقه

کانسار سلستیت بابامحمد از نگاه زمین‌شناسی و ساختاری در کمربند کوه‌زایی چین خورده-رونده زاگرس در جنوب غربی ایران واقع شده است. کمربند چین-راندگی زاگرس بخشی از کمربند کوهزایی آلپ- هیمالیا است که در راستای NW-SE، از گسل آناتولی خاوری در شمال غرب تا خط عمان در جنوب شرق امتداد یافته است (شکل ۲). در محدوده مورد بررسی قدیمی‌ترین واحد اصلی منطقه سازند آسماری است که از سنگ آهک، آهک دولومیتی، آهک رس‌دار و شیل به سن الیگومیوسن تشکیل شده است. سازند مزبور به وسیله سازند تبخیری گچساران که میزبان کانی‌سازی سلستیت است، به طور هم‌شیب پوشیده شده است. سازند گچساران عمدتاً شامل کانی‌های تبخیری از جمله ژیپس و انیدریت با هالیت فرعی و هم‌چنین شامل مارن خاکستری و قرمز، سنگ آهک، شیل‌های قرمز و بیتومینه، ماسه‌سنگ کوارتزی با لایه‌بندی متقاطع و به طور محلی کالک‌آرنایت کنگلومرایی است [۵]. با توجه به ترکیب سنگ‌شناسی اعتقاد بر این است که سازند گچساران در محیط‌های کولاب خیلی کم‌عمق و سبخا در شرایط خشک نهشته شده است. سازند گچساران در طول کمربند چین‌خورده زاگرس به تدریج از جنوب شرق به شمال‌غرب جوان‌تر می‌شود. سازند میشان در چند متر اولیه بعد از سازند گچساران به صورت آهک دیواره‌ساز دیده می‌شود که شیب آن‌ها نزدیک به قائم است و بعد از آن مورفولوژی آن ملایم‌تر می‌شود. با توجه به اینکه محدوده مورد نظر یک تاقدیس است، در دو طرف تاقدیس سازندها تکرار شده و بنابراین در هر دو یال، سازندهای گچساران و میشان دیده می‌شود (شکل ۳).



شکل۲ . جایگاه زمین‌شناسی سلستیت بابامحمد در نقشه زمین‌شناسی ساختاری ایران[۲]



شکل۳ . نقشه زمین‌شناسی کانسار سلستیت بابامحمد [۱۰]

زمین‌شناسی ساختمانی و تکتونیک منطقه

در محدوده مورد مطالعه رسوب‌گذاری سازند آسماری بر روی سازندهای قدیمی‌تر بیانگر یک حوضه رسوبی کم‌عمق با رسوب‌گذاری کربناته می‌باشد، که به تدریج با کم‌عمق شدن حوضه رسوبی، رسوبات سازند گچساران در محیط تبخیری برجا می‌مانند. رسوب‌گذاری در حوضه مذکور تا زمان پلیوسن ادامه یافته و در زمان پلیوسن پایانی همزمان با عملکرد فاز کوه‌زایی آتیکان، گستره مورد مطالعه از زیر آب دریا خارج می‌شود و بدین ترتیب رسوبات مولاسی (سازند بختیاری) در یک محیط قاره‌ای آغاز می‌شود [۱۰]. در زمان پلیوسن پایانی- پلیستوسن در اثر عملکرد فاز کوه‌زایی پاسادنین کلیه مناطق زاگرس از آب خارج شده‌اند. در زمان عملکرد فاز کوه‌زایی پاسادنین عملکرد نیروها بسیار شدید بوده و شکستگی‌های زیادی در زاگرس مرتفع ایجاد شده است. در اثر فعالیت مجدد گسل‌های قدیمی راندگی‌هایی ایجاد شده، که رسوبات قدیمی را بر روی سازند بختیاری قرار می‌دهد، ولی در گستره مورد مطالعه اثرات عملکرد فاز کوه‌زایی پاسادنین در این گستره با ایجاد چین‌های خمشی از نوع ملایم تا باز (براساس زاویه بین یال‌ها) همراه بوده است [۱۰]. گستره مورد مطالعه بخشی از تاقدیس گچساران و بابامحمد (تول محنت) می‌باشد که جهت محور آن شمال غرب- جنوب شرق است و در یال شمالی و جنوبی آن

گسل‌هایی به موازات محور چین مشاهده می‌شود. این گسل‌ها از نوع رورانده با زاویه شیب کم تا زیاد می‌باشند. جهت گسل‌های رانده و محور چین‌ها بیانگر عملکرد نیروها در جهت شمال‌شرق- جنوب‌غرب می‌باشد. برخی از این گسل‌ها سبب تکرار افق ماده معدنی (که در حدفاصل و کنتاکت سازند گچساران و میشان قرار دارند) شده‌اند. در بعضی فواصل برگشتگی لایه‌ها تبدیل به راندگی شده و سبب حذف ماده معدنی در این محدوده گردیده است.

شکل ۴. نمایی از سینه‌کار کانسار سلستیت بابامحمد به همراه سازندهای گچساران و میشان در منطقه (دید به سمت جنوب‌غرب)

کانی‌شناسی

در کانسار بابامحمد لایه‌های سلستیت از لحاظ بافتی و کانی‌شناسی خیلی شبیه‌اند. این لایه‌ها از بلورهای بی‌رنگ تا سفیدرنگ، بلورهای در هم رشد یافته متوسط تا درشت سلستیت تشکیل شده و حاوی رگه‌های کربناته در اطراف خود هستند، که آن‌ها را به عنوان نسل اول سلستیت بر اساس اندازه بلور و حالت رخداد بلورهای سلستیت در لایه‌های سلستیت می‌شناسند و دارای ماتریکس کربناتی کرم‌رنگ تا زرد و قهوه‌ای هستند. مقدار سلستیت در این لایه‌ها به ۹۰ درصد می‌رسد. این لایه‌ها هیچ لایه‌بندی را نشان نمی‌دهند، فقط در جایی که مقدار سلستیت کاهش می‌یابد، ماتریکس کربناتی لامیناسیون نازک نشان می‌دهد. مهم‌ترین ویژگی ماکروسکوپی لایه‌های سلستیت وجود ژئود فراوان است، که در اندازه چند میلی‌متر تا چند دسی‌متر می‌باشد. اما بسیاری از آن‌ها قطری بین ۲۰-۵ سانتی‌متر دارند و دارای شکل‌های کروی، بیضوی و نامنظم می‌باشند. رنگ بلورهای سلستیتی پرکننده ژئودها؛ بی‌رنگ، سفید و آبی کم‌رنگ است. سلستیت در سیستم بلورشناسی اورتورومبیک متبلور می‌شود، مورفولوژی و نوع ادخال‌ها نشان می‌دهد که بعضی از بلورهای سلستیت جایگزین بلورهای ژیپس اولیه شده است [۱۲]. رشد شعاعی بلورهای بزرگ سلستیت گاهی اوقات اگرگات‌های ستاره‌ای یا گلبرگی‌شکل می‌سازد. در این ساختارهای دیاژنتیکی آگرگات‌های شعاعی سلستیت دارای بلورهای ریز در مرکزند، که با مواد کربناته درآمیخته است (سلستیت نسل اول). وقتی که بلورهای شعاعی بزرگ سلستیت به سمت خارج رشد کرده باشند و کانی‌های کربناته در حاشیه آن قرار داشته باشند، سلستیت نسل دوم تشکیل می‌شود. ضمناً سلستیت به صورت رگه‌ای و شکاف پرکن نیز دیده می‌شود (شکل۵). میزان فضاهای خالی و درز و شکاف در نوع و اندازه سلستیت مؤثر است [۱].

بررسی ساخت و بافت افق سلستیت‌دار و سنگ‌های همبر

کانسار بابامحمد به صورت یک لایه سلستیت به شکل‌های عدسی و رگه‌ای، در بین بخش‌های آهکی (کمر بالا) و گچ و انیدریت (کمر پایین) قرار دارد. ویژگی‌های میکروسکوپی این سه لایه به اختصار شرح داده می‌شود.

۱- واحد آهکی فوقانی (کمر بالا)

این لایه متشکل از یک بیومیکرایت تا بیومیکرواسپارایت است. زمینه سنگ دارای فسیل‌های فراوان دوکفه‌ای‌ها، گاستروپودها، جلبک، فرامینیفر و فسیل‌های دیگر است. پوسته فسیل‌ها در بیش‌تر موارد، اسپارایتی شده و تنها یک حاشیه میکرایتی باقی‌مانده است. فضای داخلی فسیل‌ها عمدتاً توسط میکرایت پر شده، که در برخی از نقاط در حال

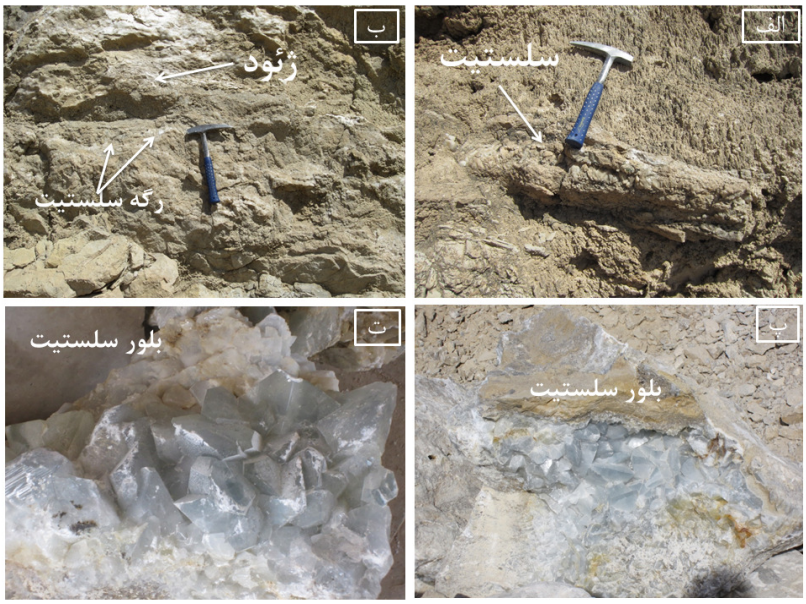
تبدیل به اسپارایت است. میکرایت زمینه سنگ نیز در قسمت‌هایی از آن در اثر نئوموفیسم، تبلور مجدد یافته و به اسپارایت دانه درشت‌تر تبدیل شده است.

۲- واحد کانه‌زایی سلستیت

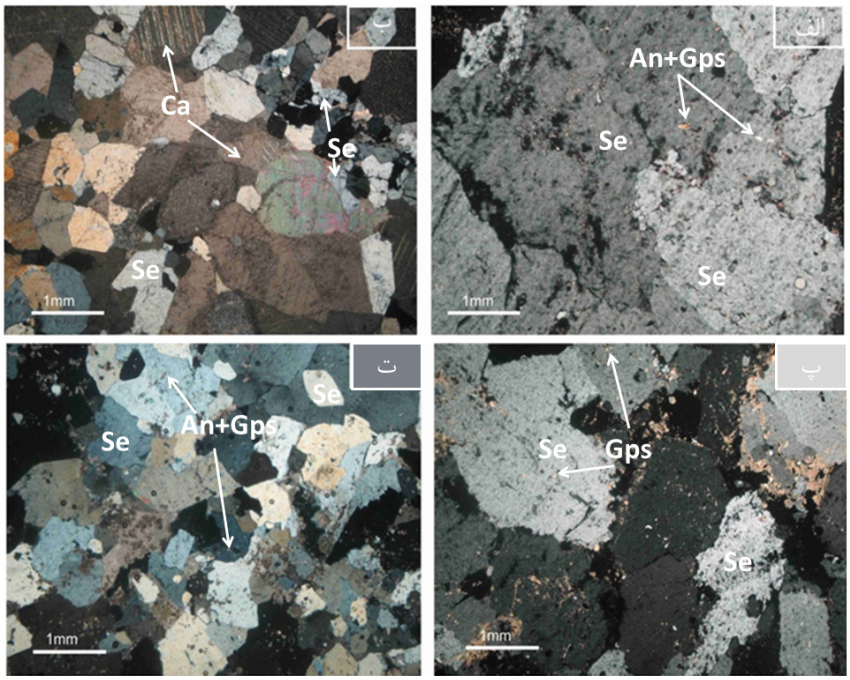
سلستیت تنوع بافتی زیادی را نشان می‌دهد. سیمای کلی افق‌های سلستیت‌دار عبارتست از: بلورهای سلستیت که در یک زمینه کربناتی (میکرایتی تا میکرواسپارایتی) قرار دارد. سلستیت از بلورهایی با اشکال مختلف تشکیل شده است، که از آن جمله می‌توان به بلورهای عدسی‌شکل، بلورهای دوطرفه کامل، بلورهای متوازی‌الاضلاع، بلورهای لوزی و بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار اشاره کرد (شکل ۶ الف و ب). بلورهای تخت و از دو انتها کامل سلستیت دارای ادخال‌های فراوان کربناته و به مقدار کمتر ژیپس است. ادخال‌های کربناته نسبتاً درشت و بی‌شکل می‌باشند، ولی ادخال‌های ژیپس عمدتاً ریز و بی‌شکل‌اند. ادخال‌های موجود اغلب منطقه‌بندی را نشان می‌دهد و در بیش‌تر بلورهای دو طرفه کامل این ادخال‌ها به گونه‌ای آرایش یافته است، که اضلاع یک بلور کوچک تمام شکل سلستیت را در یک بلور بزرگ‌تر نشان می‌دهد. سطح بلورها اغلب ناهموار بوده و کربنات‌های مجاور به داخل بلور پیش رفته است. بعضی از بلورها منطقه‌بندی واضحی از خود نشان داده و پاره‌ای از آن‌ها توسط بلورهای بزرگ‌تر سلستیت، احاطه شده است (شکل ۶ ت). این بلورها ظاهراً منوکلینیک هستند، با توجه به اینکه کانی سلستیت در سیستم ارتورمبیک متبلور می‌شود، مورفولوژی این بلورها و نوع ادخال‌ها نشان می‌دهد، که بلورهای سلستیت جانشین بلورهای ژیپس اولیه شده‌اند. در بخش‌هایی از افق سلستیت‌دار، سلستیت درصد اندکی از سنگ را تشکیل داده و تنها به صورت بلورهای کوچک در داخل زمینه کربناتی پراکنده است. در مقابل در بعضی از موارد سلستیت تمام زمینه سنگ را شامل شده و به صورت بلورهای بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار فشرده، یک بافت گرانولار را تشکیل می‌دهد. با توجه به شرایط موجود می‌توان نتیجه گرفت، این بلورهای سلستیت پدیده شکل دروغین را به خوبی نشان داده و در واقع منشاء جانشینی دارد.

۳- واحد گچ (سولفات کلسیم آبدار) و انیدریت (سولفات کلسیم) تحتانی (کمر پایین)

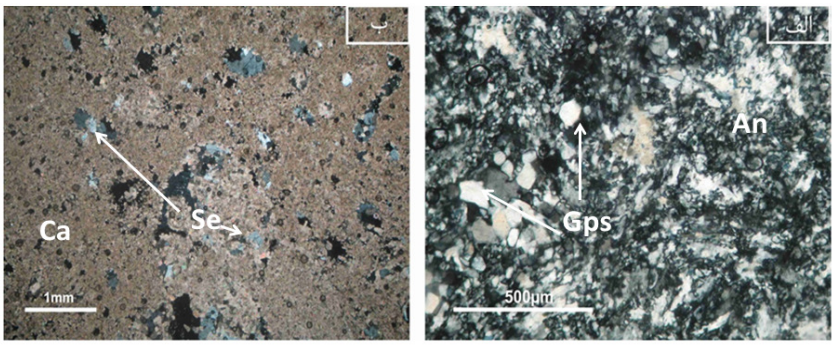
لایه گچ اغلب به صورت ترکیبی از بلورهای ریز تا درشت‌دانه به صورت نواری شکل قابل مشاهده است. انیدریت به صورت بلورهای کشیده قابل رؤیت است، که ساختار اصلی آن‌ها به صورت لوزی انیدریتی حفظ شده است. بلورهای بی‌شکل سلستیت به میزان خیلی کم به همراه بلورهای ژیپس وجود دارد (شکل ۷).



شکل ۵. الف) سلستیت به صورت عدسی در سنگ میزبان آهکی، ب) آثار سلستیت بصورت ژئود و رگه‌های درشت بلور با ساخت شانه‌ای (Comb Structure) در سنگ میزبان آهکی، پ) رشد بلورهای درشت و شکل‌دار سلستیت در تناوب با سنگ آهک میزبان، ت) بلورهای درشت سلستیت در محدوده بابامحمد



شکل۶. الف) بلورهای درشت بی‌شکل سلستیت همراه با ادخال‌هایی از انیدریت و ژیپس، ب) بلورهای درشت کلسیت همراه با بلورهای سلستیت شکل‌دار تا نیمه شکل‌دار، پ) بلورهای سلستیت بی‌شکل در زمینه میکرایتی به همراه ادخال‌های کربناته و ژیپس، ت) بلورهای شکل‌دار، نیمه شکل‌دار و بی‌شکل سلستیت همراه با ادخال‌های کربناته و انیدریت. بلورهای شکل‌دار کوچک‌تر توسط بلورهای درشت‌تر بی‌شکل و نیمه شکل‌دار دربرگرفته شده‌اند (Se: سلستیت؛ Gps: ژیپس؛ An: انیدریت؛ Ca: کربنات-کلسیت)



شکل۷. الف) بلورهای بی‌شکل تا شکل‌دار ژیپس و انیدریت، ب) کانی سلستیت بصورت پراکنده حفرات خالی سنگ آهک میکرایتی میزبان را پر کرده است. به میزان تخلخل سنگ آهک میزبان توجه شود (Se: سلستیت؛ Gps: ژیپس؛ An: انیدریت؛ Ca: کربنات)

ساخت و بافت ماده معدنی

مهم‌ترین ساخت‌های قابل مشاهده که با تکوین دیاژنتیکی این کانسارها در ارتباط هستند و مورد تجزیه شیمیایی قرار گرفته‌اند شامل: لایه‌هایی که مشابه آهک جلبکی هستند و در نتیجه جانشینی سلستیت به جای آهک جلبکی ایجاد شده‌اند که در پایین‌ترین بخش ماده معدنی دیده می‌شود. این ساخت شرایط رسوب‌گذاری اولیه را نشان می‌دهد [۷]. لایه‌هایی که نتیجه تناوب بلورهای ریز و درشت‌اند، این ساخت با عنوان مخطط[1] (زبرا) شناخته می‌شود و توسط برودتکورب و همکاران در سلستیت‌های حوضه نئوکوئن آرژانتین گزارش شده است [۱۱]. جمی این ساخت را به عنوان ریتمیت‌های دیاژنتیکی[2] یا (DCRs) معرفی می‌کند [۳]. حالت‌های گذرایی از سلستیت دانه‌شکری به ساخت مخطط تأییدی بر ثانویه بودن این ساخت و تشکیل آن از سلستیت‌های دانه‌شکری می‌باشد. ساخت دانه‌شکری به دو گروه سلستیت دانه‌شکری خالص و سلستیت دارای زمینه کربناتی تقسیم می‌شود. ساخت توده‌ای از در هم قفل شدن بلورهایی با اندازه‌های متفاوت (کوچک‌تر از ۲ سانتی‌متر) به

[1] Zebra Texture

[2] Diagenetic Crystallization Rhythmites

وجود آمده و در اغلب رخنمون‌ها دیده می‌شود (شکل ۸). بررسی‌ها نشان می‌دهد، شکل اغلب این بلورها رومبیک و به شکل دروغین رمبوئدرال و اپی‌ژنتیک است. ساخت‌های رگه‌ای پرکننده شکستگی‌ها نیز به طور گسترده حضور دارند. از دیگر ساخت‌های قابل مشاهده در این کانسارها می‌توان به ساخت‌های شعاعی یا به تقریب شعاعی و شانه‌ای، اشاره کرد. کاشنیر (۱۹۸۶) سلستیت‌های دانه‌ریز را نتیجه تبلور از سیالاتی می‌داند که نسبت به استرانسیوم به شدت فوق اشباع و دارای صدها میلی‌گرم در لیتر استرانسیوم می‌باشند؛ ولی سلستیت‌های دانه‌درشت از آب‌هایی با شوری کمتر مانند آب‌های جوی که در مجاورت لایه‌های دارای $CaSO_4$ جریان می‌یابند، تشکیل می‌شود [۱۹]. کلسیت میکرایتی، ژیپس و انیدریت در اکثر موارد کانی اولیه هستند و توسط سلستیت جانشین شده‌اند. این مطلب با توجه به شکل پسودومورف سلستیت، حضور ادخال‌هایی از کانی‌های ذکر شده درون سلستیت‌ها و روابط بین دانه‌ای در زیر میکروسکوپ مشخص است. در آهک جلبکی مجموعه‌هایی از ژیپس و انیدریت که به طور ناقص توسط سلستیت جانشین شده است، در زمینه‌ای از آهک میکرایتی حضور دارد. کلسیت اسپاری درشت‌بلور و هم‌چنین میکرواسپاریت نیز گاهی در این سنگ‌ها حضور دارد. سلستیت‌های درشت بلور در زمینه‌ای از سلستیت‌های ریز بلور دیده می‌شوند، که دارای ادخال‌هایی از سلستیت‌های ریزبلور و خودشکل هستند. با توجه به دانه‌ریز بودن انیدریت‌هایی که همراه با سلستیت‌های ریزبلور هستند، نتیجه می‌شود که سلستیت جانشین همین انیدریت‌ها شده است.

واکنش‌های ۱ و ۲ توسط فرازیر [۱۵] و واکنش ۳ توسط فاور [۱۴] به‌صورت زیر است:

1- $CaSO_4.H_2O_{(s)} + Sr^{2+}{}_{(aq)} \longrightarrow SrSO_{4(s)} + Ca^{2+}{}_{(aq)}$

2- $CaCO_{3\ (s)} + Sr^{2+}{}_{(aq)} + SO_4^{2-}{}_{(aq)} \longrightarrow SrSO4_{\ (s)} + Ca^{2+}{}_{(aq)} + CO_3^{2-}{}_{(aq)}$

3- $Ca^{2+}{}_{(aq)} + CO_3^{2-}{}_{(aq)} \longrightarrow CaCO_{3\ (s)}$

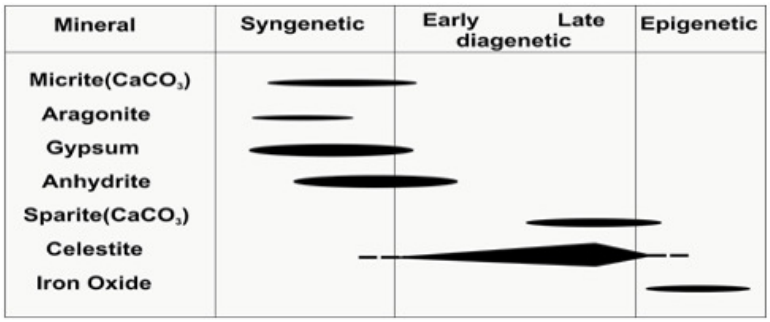
چنانچه در محلولی که در تعادل با ژیپس (یا انیدریت) است، غلظت یون استرانسیوم به کلسیم بیش از نسبت ۱/۱۰۰ باشد (برای انیدریت این مقدار نسبت ۱/۷۹/۴ می‌باشد) استرانسیوم جانشین کلسیم، در ژیپس می‌گردد. این وضعیت برای کلسیت زمانی رخ می‌دهد که غلظت استرانسیوم در محلول بیش از ۷۰/۸ برابر غلظت کلسیم گردد [۸].

شکل ۸. الف) ساخت دانه‌شکری در نمونه دستی سلستیت کانسار بابامحمد، ب) رشد بلورهای درشت سلستیت بر روی بلورهای با اندازه کوچک‌تر (ریتم‌های تبلور دیاژنتیکی) در زمینه‌ای از آهک میکرایتی میزبان

توالی پاراژنتیک

کانی‌شناسی در کانسار سلستیت بابامحمد نسبتاً ساده بوده و شامل کانی‌های سلستیت، کربنات کلسیم، ژیپس، انیدریت، آراگونیت و مقداری اکسید آهن است. کلسیت میکرایتی، ژیپس و انیدریت در اکثر موارد کانی اولیه هستند و توسط سلستیت جانشین شده‌اند. این مطلب با توجه به شکل پسودومورف سلستیت، حضور ادخال‌هایی از کانی‌های ذکر شده درون سلستیت‌ها و روابط بین‌دانه‌ای در زیر میکروسکوپ مشخص است. کلسیت اسپاری درشت‌بلور و میکرواسپاریت نیز گاهی در این سنگ حضور دارند. سلستیت‌های درشت‌بلور در زمینه‌ای از سلستیت‌های ریزبلور دیده می‌شوند، که دارای ادخال‌هایی از سلستیت‌های ریزبلور و خودشکل هستند. با توجه به ریز بودن انیدریت‌هایی که همراه سلستیت‌های ریزبلور هستند، نتیجه می‌شود، که سلستیت جانشین همین انیدریت‌ها شده است. حضور سلستیت‌هایی که دارای دو دسته رخ عمود بر هم (خاص انیدریت‌ها) و یا دو دسته رخ با زاویه‌های ۶۶ درجه و ۷۵ درجه (به ترتیب مخصوص ژیپس و کلسیت) دارند، دلالت بر جانشینی سلستیت به جای انیدریت، ژیپس و کربنات کلسیم دارند [۸]. هم‌چنین مواد کربناتی زمینه

افق‌های سلستیت‌دار به احتمال زیاد در زمان ته‌نشست خود به صورت کانی آراگونیت رسوب کرده‌اند. پوسته هر یک از فسیل‌های موجود در لایه آهکی و افق سلستیت‌دار (دوکفه‌ای و گاستروپود) از آراگونیت تشکیل شده است. تبدیل آراگونیت با محتوای استرانسیوم بین ۸۰۰۰ppm-۷۰۰۰ به کلسیت با محتوای استرانسیوم ۴۰۰ ppm—۲۰۰ طی فرایند دیاژنز باعث آزاد شدن مقداری استرانسیوم و غنی شدن محلول نسبت به آن می‌شود [۱۸]. با توجه به بررسی‌های صورت گرفته چنین به نظر می‌رسد که توالی پاراژنتیک سلستیت بابامحمد رسوبی-دیاژنتیکی است و بیش‌ترین فراوانی آن در مرحله دیاژنتیک تأخیری (Late diagenetic) است (شکل ۹).



شکل ۹. توالی پاراژنتیک کانسار سلستیت بابامحمد

ژئوشیمی سلستیت

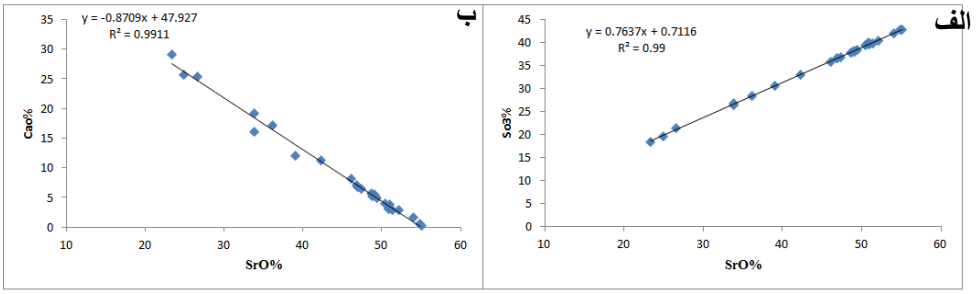
با توجه به نتایج تجزیه شیمیایی با رسیدن به لایه سلستیت‌دار، ناگهان مقدار استرانسیوم به شدت افزایش یافته و پس از اتمام افق سلستیتی به شدت کاهش می‌یابد. مقدار SrO در افق سلستیت‌دار به آن اندازه بالاست که میزان خلوص سلستیت این کانسار ۸۷/۴ درصد است. مقدار SrO در لایه آهکی بالای افق سلستیت‌دار ناچیز بوده و تنها در محل کنتاکت این لایه آهکی با افق سلستیت‌دار، مقدار SrO افزایش نشان می‌دهد، با خروج از لایه سلستیتی مقدار استرانسیوم به شدت کاهش یافته و کمترین مقدار SrO در لایه‌ای متشکل از انیدریت و ژیپس مشاهده می‌شود. این خلوص بالا و پایین بودن مقدار کلسیم و دیگر عناصر، نشان دهنده فوق اشباع شدن آب‌ها نسبت به استرانسیوم، تحت اشباع بودن نسبت به دیگر عناصر مخصوصاً کلسیم و تبخیر بخشی است (جدول ۱). میزان منیزیم در نمونه‌ها برداشت شده پایین است (میانگین ۰/۵ درصد). منیزیم به غیر از شرکت در کانی دولومیت تا رسیدن به اشباع نسبی کلریدهای آن، تشکیل کانی خاصی را نمی‌دهد و دلیل اصلی پایین‌بودن مقدار Mg در سلستیت‌ها، عدم اشباع آب نسبت به کلریدهای آن و عدم ته‌نشینی کانی دولومیت همراه با سلستیت است. مقدار Ba در افق‌های سلستیت‌دار و سنگ‌های مجاور بسیار کم بوده است. پایین بودن مقدار باریم در این نمونه‌ها (۰/۱۸ درصد) نشان می‌دهد سلستیت کانسار گچساران متعلق به عضو انتهایی سلستیت در سری محلول جامد باریت- سلستیت است. هم‌چنین ناچیز بودن مقدار باریم در افق‌های سلستیت‌دار باعث افزایش کیفیت تجاری سلستیت می‌شود، زیرا از نظر تجاری سلستیت نباید دارای بیش از ۲ درصد $BaSO_4$ باشد [۱]. SrO با SO_3 همبستگی بسیار خوبی دارد (شکل ۱۰). مقدار این همبستگی در نمونه‌های بابامحمد ۰/۹۹۹۶ می‌باشد (جدول ۲). در تمامی موارد همبستگی اکسید استرانسیوم با دیگر اکسیدها منفی است. همبستگی CaO با تمامی اکسیدها (به استثناء SrO و SO_3) مثبت و زیاد است که به معنی کاهش این عناصر در گذر از آهک به سلستیت و افزایش مجدد با رسیدن به لایه‌های آهک (که ماده معدنی را می‌پوشانند) می‌باشد (جدول ۲).

منشأ استرانسیوم و سولفات

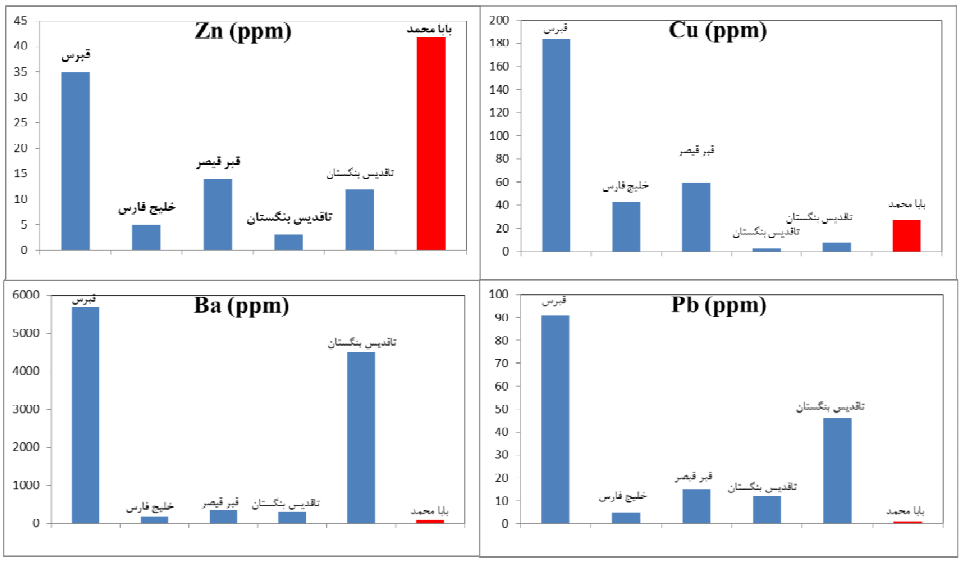
به علت عدم انجام مطالعات ایزوتوپی استرانسیوم، اکسیژن و گوگرد تعیین منشاء استرانسیوم و سولفات به طور قطعی مشکل است، با این وجود بر مبنای مطالعات زمین‌شناسی، آنالیز رخساره‌ای و ژئوشیمی، منشاء عناصر بررسی می‌شود. متوسط استرانسیوم آب دریا ppm ۸ می‌باشد، که ۶۲/۵۸ درصد آن صرف تشکیل سلستیت و بقیه در شبکه کانی‌های دیگر وارد می‌شود [۲۰]. متوسط استرانسیوم پوسته زمین ۴۷۰ppm است [۲۰]. مقادیر SrO و CaO در طول تحولات زمین‌شناسی از گذشته به حال رو به افزایش است. هم‌چنین میزان استرانسیوم موجود در شبکه کانی‌های آراگونیت و

کلسیت متفاوت می‌باشد، این میزان به ترتیب ppm ۸۰۰۰ -۷۰۰ و ppm ۴۰۰-۲۰۰ است [۱۸]. در مرحله دیاژنز در اثر تبدیل آراگونیت به کلسیت مقادیر قابل توجه استرانسیوم آزاد شده و وارد آب بین دانه‌ای (آب سازندی) می شود. این شورابه با مواجه شدن با یون سولفات به صورت محلول یا در داخل شبکه ژیپس باعث تشکیل سلستیت می‌گردد. منشاء استرانسیوم بسیاری از کانسارهای سلستیت جهان از قبیل: کانسارهای حوضه گرانادا، کانسار Neuquén آرژانتین، کانسارهای آند و کانسارهای قاعده‌ای سازند آسماری در زاگرس ایران استرانسیوم آب دریا است [۳].

در مورد منشاء سولفات، به دلیل تبخیری بودن حوضه (وفور یون سولفات) بخشی از سلستیت از واکنش مستقیم یون استرانسیوم با یون سولفات و بخش دیگر از واکنش استرانسیوم با ژیپس تشکیل شده است. با توجه به توضیحاتی که در رابطه با جانشین بودن سلستیت داده شده است، لیتولوژی سازند گچساران می‌تواند محیط مناسبی برای تشکیل سلستیت در محدوده مورد مطالعه باشد. در جدول ۳ میانگین عناصر Cu، Zn، Pb، Ba، Sr و هم‌چنین نسبت Sr/Ba سلستیت‌های کانسار بابامحمد با بعضی از کانسارها و محیط‌های ژئوشیمیایی آورده شده است. در شکل ۱۱ میانگین عناصر مس، سرب، روی و باریم در سلستیت‌های کانسار بابامحمد با بعضی از سلستیت‌های نقاط دیگر ایران و جهان نشان داده شده است.



شکل ۱۰ . الف) همبستگی مثبت و قوی SrO با SO_3 در نمونه‌های سلستیت کانسار بابامحمد؛ ب) همبستگی منفی و قوی SrO با CaO در نمونه‌های سلستیت کانسار بابامحمد



شکل ۱۱ . مقایسه میانگین عناصر Cu، Zn، Pb، Ba در سلستیت‌های کانسار بابامحمد با بعضی از سلستیت‌های نقاط دیگر ایران و جهان: الف) عنصر مس؛ ب) عنصر روی؛ پ) عنصر سرب؛ ت) عنصر باریم

جدول ۱. مقادیر اکسیدهای عناصر اصلی (بر حسب درصد) و عناصر فرعی (بر حسب ppm) در نمونه‌های کانسار بابامحمد

SAMPLE	SrO	SO_3	CaO	Fe_2O_3	SiO_2	MgO	Na_2O	K_2O	TiO_2	MnO	Ba	Co	Cr	Cu	Ni	Pb	Zn	F	Cl
A-5	۴۹/۱۱	۳۸/۱۱	۵/۳۳	۰/۱۲	۱/۹۵	۰/۴۱	۰/۰۷۵	۰/۰۸۷	۰/۰۱۹	۰/۰۰۵	۱۲۴۲	۴	۶	۲۵۱	۱	۱	۴۶	۳۱۴	۲۸۴
A-6	۵۲/۱۳	۴۰/۳۹	۲/۹۳	۰/۰۹	۰/۸۵	۰/۲۹	۰/۰۶۹	۰/۰۷۱	۰/۰۲۳	۰/۰۰۱	۱۱۱	۲	۵	۹	۱	۱	۳۴	۴۳۱	۳۱۶
ET-2	۵۰/۸۴	۳۹/۸۹	۳/۱	۰/۲۱	۰/۹۴	۰/۳۳	۰/۰۷۷	۰/۰۷۷	۰/۰۲۴	۰/۰۰۲	۱۰۴۵۸	۱	۱	۶۱	۱	۱	۳۸	۴۰۷	۲۶۲
ET-3	۴۹/۰۶	۳۸/۰۲	۵/۵	۰/۲۵	۱/۸۴	۰/۴۶	۰/۰۶۹	۰/۱۰۵	۰/۰۲۶	۰/۰۰۱	۵۱	۲	۱	۲۵	۱	۱	۲۹	۴۹۷	۲۶۷
ET-5	۵۰/۴۶	۳۹/۴۱	۳/۹۳	۰/۱۸	۱/۷۶	۰/۳۷	۰/۰۶۲	۰/۱	۰/۰۱۷	۰/۰۰۱	۶۳	۸	۱	۲۴	۲	۱	۲۴	۴۹۰	۲۴۹
ET-6	۴۸/۶۴	۳۷/۷۲	۵/۷	۰/۴۳	۱/۹۸	۰/۴۲	۰/۰۷۵	۰/۱۲۲	۰/۰۳۲	۰/۰۰۲	۱۰۲	۳	۲	۲۶	۲	۱	۲۶	۵۲۷	۲۴۹
ET-8	۴۶/۸۴	۳۶/۵	۷/۱	۰/۳۱	۲/۲۲	۰/۴۷	۰/۰۵۹	۰/۱۳	۰/۰۲۷	۰/۰۰۱	۴۳	۳	۵	۳۵	۱	۱	۳۳	۳۳۴	۲۵۸
ET-10	۵۱/۰۳	۳۹/۷۷	۳/۸	۰/۱۱	۱/۵۶	۰/۳	۰/۰۴۷	۰/۰۵۲	۰/۰۱۶	۰/۰۰۱	۴۵	۶	۹	۲۶	۱	۱	۵۲	۵۰۰	۲۶۲
ET-11	۵۴	۴۱/۹۲	۱/۶۳	۰/۰۴	۱/۱۲	۰/۲۳	۰/۰۴۹	۰/۰۳۲	۰/۰۰۲	۰/۰۰۱	۲۹	۵	۲	۲۸	۱	۱	۴۹	۳۷۸	۲۸۰
ET-13	۲۴/۹۳	۱۹/۵۵	۲۵/۶۹	۰/۴۲	۶/۸۴	۰/۶۱	۰/۳۴	۰/۱۲	۰/۰۶۶	۰/۰۰۷	۳۴	۲	۴	۵۱	۲	۱	۱۰	۴۷۱	۱۶۰
ET-14	۴۶/۱	۳۵/۸۴	۸/۱	۰/۳	۲/۳۹	۰/۴۶	۰/۰۶۶	۰/۱۶	۰/۰۳۷	۰/۰۰۱	۴۹	۱	۶	۴۲	۳	۱	۳۴	۴۶۷	۶۷
ET-16	۲۳/۳۴	۱۸/۴۹	۲۹/۱۴	۰/۳۲	۴/۳۵	۰/۷	۰/۰۶۵	۰/۱۹	۰/۰۴۱	۰/۰۰۷	۳۴	۳	۳	۲۵	۱	۱	۵۷	۳۸۹	۱۶۹
ET-22	۴۷/۳۵	۳۶/۷۴	۶/۴	۰/۲۲	۲/۳۴	۰/۵۸	۰/۰۵۷	۰/۱۲	۰/۰۳۴	۰/۰۰۳	۲۵	۸	۴	۳۴	۱	۱	۸۶	۴۹۱	۲۳۱
ET-25	۴۶/۹۴	۳۶/۵۷	۶/۸	۰/۳۲	۱/۱۴	۰/۷	۰/۰۶۷	۰/۱۲۲	۰/۰۳۴	۰/۰۱۵	۸۱۲۴	۶	۳	۱۱	۱	۱	۳۴	۴۱۸	۲۳۶
ET-28	۴۹/۳۸	۳۸/۴۱	۴/۹	۰/۲۱	۱/۹۵	۰/۴۴	۰/۰۷۷	۰/۱۱۸	۰/۰۳	۰/۰۰۱	۱۲۳۹	۵	۵	۱۶	۱	۱	۵۴	۴۳۳	۲۶۲
ET-31	۴۸/۸۴	۳۸/۰۲	۵/۲	۰/۱۶	۲/۰۸	۰/۳۷	۰/۰۶۳	۰/۰۸۳	۰/۰۳	۰/۰۰۲	۵۱۶۴	۱۰	۶	۲۴	۲	۱	۶۴	۳۹۱	۲۴۰
WT-2	۳۳/۸۶	۲۶/۴۳	۱۹/۲۱	۰/۱۱	۳/۵۶	۰/۵۵	۰/۰۶	۰/۰۷۳	۰/۰۱۴	۰/۰۰۱	۳۴	۱	۴	۲۶	۱	۱	۱۹	۴۴۹	۲۷۶
WT-3	۳۹/۰۹	۳۰/۵۱	۱۲/۱	۰/۷۲	۵/۶۹	۰/۹۶	۰/۱۳	۰/۳۲	۰/۰۸۷	۰/۰۲۳	۱۲۶	۲	۴	۱۹	۱	۱	۵۶	۵۳۷	۲۸۰
WT-4	۵۰/۸۸	۳۹/۶۱	۳/۱۴	۰/۲۱	۲/۲۳	۰/۴۸	۰/۱۱۷	۰/۱۲۳	۰/۰۳۸	۰/۰۰۱	۴۶	۶	۱	۳۴	۱	۱	۲۹	۴۷۱	۳۰۷
WT-6	۵۴/۸۲	۴۲/۷	۰/۶	۰/۰۴	۰/۷۵	۰/۳۲	۰/۰۵۳	۰/۰۲۲	۰/۰۱۸	۰/۰۰۲	۵۸	۳	۶	۲۶	۱	۱	۴۰	۱۲۹۷	۲۹۳
WT-9	۴۲/۲۵	۳۲/۹۳	۱۱/۲	۰/۲	۳/۱۱	۰/۴۷	۰/۰۶۹	۰/۱۲۸	۰/۰۳	۰/۰۰۱	۷۳	۶	۳	۳۵	۱	۱	۳۶	۵۶۹	۲۷۶
WT-11	۵۱/۳۸	۳۹/۸	۲/۹۴	۰/۱۴	۱/۸۸	۰/۳۷	۰/۰۶۳	۰/۰۹۴	۰/۰۲۱	۰/۰۰۱	۲۵	۲	۶	۲۱	۱	۱	۴۹	۴۱۳	۳۶۰
WT-13	۵۵/۰۴	۴۲/۸۳	۰/۳۱	۰/۰۱	۰/۸۴	۰/۲۱	۰/۰۴۶	۰/۰۱۲	۰/۰۰۸	۰/۰۰۱	۵۰	۲	۸	۱۶	۱	۱	۶۷	۱۴۹۲	۲۸۴
WT-15	۳۶/۱۸	۲۸/۳۱	۱۷/۱	۰/۲۲	۳/۳۹	۰/۶۱	۰/۰۶۷	۰/۱۳۷	۰/۰۳	۰/۰۱۸	۲۳۴۴	۱	۴	۱۹	۱	۱	۵۵	۴۶۷	۲۸۴
WT-16	۲۶/۵۹	۲۱/۳۴	۲۵/۳۴	۰/۳۴	۴/۴۹	۰/۶۶	۰/۱۱۹	۰/۲۳	۰/۰۵۳	۰/۰۴۱	۵۳۴۲	۱	۵	۲۵	۱	۱	۴۳	۳۹۲	۲۸۰
WT-23	۳۳/۸۶	۲۶/۸۴	۱۶/۱	۰/۴۸	۵/۵۴	۲/۰۴	۰/۱۲۴	۰/۳۷	۰/۰۶۲	۰/۰۱۴	۱۲۲۵۰	۱	۲	۲۸	۱	۱	۲۱	۳۴۹	۲۷۱

جدول۲. همبستگی اکسیدهای اصلی نمونه‌های سلستیت در محدوده مورد مطالعه

	SrO	SO_3	CaO	Fe_2O_3	SiO_2	MgO	Na_2O	K_2O	TiO_2	MnO
SrO	۱									
SO_3	۰/۹۹	۱								
CaO	-۰/۹۹	-۰/۹۹	۱							
Fe_2O_3	-۰/۷۵	-۰/۷۳	۰/۷۳	۱						
SiO_2	-۰/۸۹	-۰/۹۰	۰/۸۹	۰/۶۸	۱					
MgO	-۰/۸۷	-۰/۸۸	۰/۸۷	۰/۸۱	۰/۸۳	۱				
Na_2O	-۰/۴۵	-۰/۴۲	۰/۴۲	۰/۶۵	۰/۵۰	۰/۵۲	۱			
K_2O	-۰/۷۷	-۰/۷۷	۰/۷۵	۰/۸۷	۰/۷۸	۰/۸۴	۰/۵۶	۱		
TiO_2	-۰/۷۰	-۰/۶۹	۰/۶۷	۰/۸۷	۰/۷۴	۰/۸۱	۰/۷۰	۰/۸۵	۱	
MnO	-۰/۵۷	-۰/۵۴	۰/۵۵	۰/۶۰	۰/۴۷	۰/۶۴	۰/۴۶	۰/۴۸	۰/۶۲	۱

جدول ۳. مقایسه میانگین عناصر Cu، Zn، Pb، Ba، Sr (بر حسب ppm)، نسبت Sr/Ba سلستیت‌های کانسار بابامحمد با بعضی از کانسارها و محیط‌های ژئوشیمیایی

محیط ژئوشیمیایی	Sr	Ba	Pb	Zn	Cu	Sr/Ba	منابع
آب دریا	۸	۰/۰۴	۰/۰۰۰۰۳	۰/۰۰۵	۰/۰۰۳	۲۰۰	حسنی پاک [۴]
متوسط آهک ها	۵۰۰	۱۰۰	۵	۲۰	۴	۵	حسنی پاک [۴]
متوسط پوسته	۴۷۰	۷۸۰	۱۲	۷۰	۵۵	۰/۶	حسنی پاک [۴]
قبرس (اپی ژنتیک)	۲۶۸۴۴۷	۵۶۸۲	۹۱	۳۵	۱۸۴	۹۲	دیل و همکاران [۱۳]
خلیج فارس (سین دیاژنتیک)	۵۹۹۶۹	۱۷۳	۵	۵	۴۳	۳۴۶	دیل و همکاران [۱۳]
قبر قیصر (سین دیاژنتیک)	۴۷۰۰۰۰	۳۵۰	۱۵	۱۴	۶۰	۱۳۴۲	احیا [۱]
تاقدیس بنگستان (سین دیاژنتیک)	۴۶۹۸۰۰	۳۰۰	۱۲	۳	۳	۱۵۶۶	نژاد حداد و آفتابی [۸]
تاقدیس بنگستان (اپی ژنتیک)	۴۲۳۰۰۰	۴۵۰۰	۴۶	۱۲	۸	۹۴	نژاد حداد و آفتابی [۸]
کانسار بابامحمد	۱۷۷۹۵/۳۳	۸۸/۶۶	۱	۴۱/۷۳	۲۷/۳۴	۲۰۰/۶۹	مطالعه حاضر

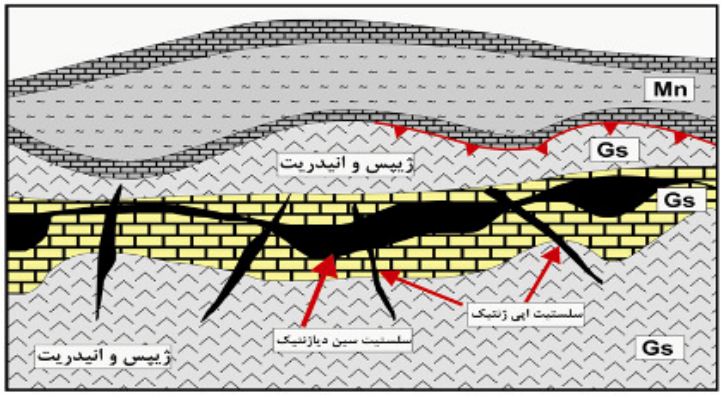
مدل زایشی کانسار

شواهد فراوان از قبیل ماهیت متخلخل کانسنگ، بافت درشت‌دانه، بلورهای شکل‌دار، شکل‌های کاذب بعضی از بلورها و حضور ادخال‌های کربنات و ژیپس در درون دانه‌های سلستیت، نشان‌دهنده این است که سلستیت جایگزین کانی‌های موجود شده است. مدلی که توسط هانور [۱۷] برای ایجاد نهشته‌های کربنات و تبخیری میزبان سلستیت پیشنهاد شده، بدین صورت است که تبخیرآب دریا در یک محیط ساحلی سبخا، محصول تهی شدن سیالات شور از کلسیم و استرانسیوم و غنی شدن کلرید و سولفات وابسته به آب دریا می‌باشد. از آنجا که این سیالات چگال‌تر از آب دریا بوده‌اند، پس با حرکت رو به پایین به داخل رسوبات زیرین وارد شده‌اند. با پیشرفت واکنش سیال-رسوب، بیش‌تر کلسیم و استرانسیوم در محلول منتشر شده و سلستیت می‌تواند از مایعاتی که نسبت استرانسیوم به باریم خیلی بالایی دارند، تشکیل شود. وقتی سیالات دگرسان شده دیاژنتیکی به داخل لایه‌های کربنات تبخیری اصلی بالایی برگشتند، ته‌نشینی سلستیت به وسیله اختلاط با آب‌های غنی از سولفات که در داخل رسوبات به دام افتاده است، اتفاق می‌افتد [۱]. در شکل ۱۲ مدلی از نحوه تشکیل کانسار سلستیت بابامحمد نشان داده شده است.

نتیجه‌گیری

عناصر کربناتی افق سلستیت‌دار کانسار سلستیت بابامحمد به احتمال زیاد در زمان ته‌نشست خود به صورت کانی آراگونیت رسوب کرده‌اند. تبدیل آراگونیت به کلسیت طی فرآیند دیاژنز باعث آزاد شدن مقداری استرانسیوم و غنی شدن محلول نسبت به آن شده است. سازند تبخیری میوسن پیشین تا میانی گچساران میزبان کانسار سلستیت بابامحمد گچساران است، که به صورت تک‌لایه (عدسی‌شکل) در فواصل مختلف با ضخامت‌های متفاوت در بین دو لایه آهک (کمربالا) و گچ (کمرپایین)، دیده می‌شود. این لایه سلستیت‌دار از بلورهای سلستیت متوسط تا درشت‌دانه (عمدتاً درشت) با اشکال متنوع در یک زمینه کربناته، میکرواسپارایت و میکرایت تشکیل شده است. بررسی‌های نشان می‌دهد سلستیت جایگزین مواد کربناته و

بعضی از بلورهای سولفات کلسیم (ژیپس یا انیدریت) موجود شده است. بر اساس ویژگی‌های رخساره سنگی و تجمع جانوری سنگ میزبان آشکار است، که آن‌ها در محیط ساب‌تایدال- سوپراتایدال رسوب کرده‌اند. براساس یافته‌های پتروگرافی و سایر داده‌های استرانسیوم، کانی‌سازی سلستیت به صورت یک فرآیند دیاژنتیک پسین در طی رسوب‌گذاری سازند گچساران رخ داده است. شوراب‌ها در یک محیط سبخای ساحلی به وسیله تبخیر آب دریا به سمت پایین که به داخل رسوبات زیرین حرکت کرده، تولید شده است. این سیالات در طول عبور از رسوبات، غلظت قابل‌توجهی از استرانسیوم را می‌شویند (تا زمانی که آن‌ها با رسوبات میزبان خود به تعادل برسند). سپس این سیالات دگرسان‌شده دیاژنتیکی به سمت بالا به داخل لایه‌های بالایی حاوی کانی‌های ژیپس و کربنات وارد می‌شوند (ته‌نشینی سلستیت با توجه به برخورد سیالات غنی از استرانسیوم با سولفات کلسیم و کربنات و هم‌چنین اختلاط سیالات کانی‌ساز و آب‌های غنی از سولفات موجود در رسوبات رخ داده است). وجود بلورهای سلستیت با شکل بلوری انیدریت و ژیپس، جانشینی این کانی‌ها توسط سلستیت را نشان می‌دهد؛ به گونه‌ای که با توجه به نزدیکی شعاع یونی استرانسیوم و کلسیم عمل جانشینی صورت گرفته است. منابع محلی استرانسیوم که برای ذخایر سلستیت نوع جانشینی پیشنهاد شده است، عبارت است از: ۱) دولومیتی‌شدن سنگ؛ ۲) تبدیل آراگونیت به کلسیت و ۳) شوراب‌های مشتق از آب دریا. بر اساس مشاهدات صحرایی، ویژگی‌های زمین‌شناسی، کانی‌سازی، مطالعات ژئوشیمیایی و آنالیز رخساره‌های رسوبی، کانسار سلستیت بابا محمد یک کانسار رسوبی- دیاژنتیکی است.



شکل ۱۲ . مدل شماتیک نحوه رخداد کانسار سلستیت بابامحمد (Gs: گچساران، Mn: میشان)

منابع

[۱] احیاء، ف (۱۳۷۶) زمین‌شناسی، ژئوشیمی و منشأ افق سلستیت‌دار سازند گچساران، لیکک-بهبهان، استان کهگیلویه و بویراحمد، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه شیراز، ۲۱۴ ص.

[۲] بازرگانی گیلانی، ک.، ربّانی، م. ص (۱۳۸۴) نهشت سلستیت استراتیفورم منطقه افتر، باختر سمنان، سازمان زمین‌شناسی و اکتشافات معدنی ایران، ص ۴۱-۳۰.

[۳] جمی، م (۱۳۷۰) زمین‌شناسی، ژئوشیمی و منشا افق سلستیت‌دار منطقه بهمئی (سازند آسماری)، استان کهگیلویه و بویر احمد، پایان‌نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه شیراز، ۱۸۶ص.

[۴] حسنی‌پاک، ع. ا (۱۳۸۳) اصول اکتشافات ژئوشیمیایی، چاپ پنجم، انتشارات دانشگاه تهران ۶۱۵ ص.

[۵] دانشیان، ج.، نوروزی، ن.، باغبانی، د.، و آقانباتی، ع (۱۳۹۱) زیست‌چینه‌نگاری نهشته‌های الیگوسن و میوسن زیرین (سازندهای پابده، آسماری، گچساران و میشان) بر اساس روزن‌بران در جنوب باختر جهرم، در فارس داخلی، شماره ۸، ص ۱۶۶-۱۵۷.

[۶] قربانی، م (۱۳۸۱) دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی اقتصادی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور.

[۷] نبوی، م (۱۳۵۵) دیباچه‌ای بر زمین‌شناسی ایران، انتشارات سازمان زمین‌شناسی کشور، ۱۰۹ص.

[۸] نژادحداد، م.، آفتابی، ع (۱۳۸۹) الگوی کانسارسازی کانسارهای سلستیت با استفاده از شواهد زمین‌شناسی، ساختی، بافتی و ژئوشیمیایی در تاقدیس بنگستان، بهبهان، اهواز، مجله علوم دانشگاه تهران، شماره۱، ص ۱۵۷-۱۶۷.

[۹] هاشمی، ا، خ.، اویسی، ب.، و سعیدی، ع (۱۳۹۳) ارائه مدل کینماتیکی برای چین مرتبط با گسلش لار و ارتباط

ساختاری آن با رویداد زمین‌لرزه ۱۹۶۰ لار، جنوب خاوری زاگرس، شماره ۹۳، ص ۹-۱.

[۱۰] طاهرزاده، ا، رستمی پایدار، ق و احیا، ف (۱۳۹۳) زمین‌شناسی، ژئوشیمی و منشاء کانسار سلستیت بابامحمد (گچساران)، استان کهگیلویه و بویر احمد، پایان‌نامه کارشناسی‌ارشد، دانشگاه بهبهان، ۱۱۷ص.

[11] Brodtkorb, M. K., Ramos, V., Barbieri, M., and Ametrano, S (1982) The evaporate celestite- barite deposits of Neuquen Argentina, Mineralium Deposita, 117: 423-436.

[12] Carlson, E, H (1987) Celestite replacements of evaporates in the Salina Group, Sedimentary Geology, 54: 93-112.

[13] Dill, H. G., Henjes-Kunst, F., Berner Z. and Stuben, D (2009) Miocene diagenetic strontium mineralization in calcareous series from Cyprus and the Persian Gulf: Metallogenic perspective on sub and suprasalt redox-controlled base metal deposit, Journal of Asian Earth Sciences. 34: 557-576.

[14] Faure, G (1992) Principles and applications of inorganic geochemistry, Maxwell 626p.

[15] Frazier, W. J (1975) Celestite in the Mississippine pennington Formation, central Tennessee. Southeastern Geology, 16: 241-248.

[16] Griffits, J (1985) Celestite: new production and processing developments. Industrial Minerals, 218: 21-35.

[17] Hanor, J. S (2004) A model for the origin of large carbonate- and evaporite-hosted celestite deposits, Journal of Sedimentary Research, 74: 168–175.

[18] Kinsman, D (1969) Interpretation of Sr concentrations in carbonate minerals and rocks, Journal of Sedimentary Petrology, 39: 486–508.

[19] Kushnir, S.V (1986) The epigenetic Celestiting formationmechanism for rock containing $CaSO_4$, Geochem, 23: 1-9.

[20] Muller, g (1962) Zur Geochemie des Strontiums in Ozeanen Evaporiten unter besonderer Berucksichtigung der sedimentaren Coelestin-Lagerstatte von Hemmelte-Westerfeld Sudoldenburg, Beiheft des, 35: 1-90.

[21] Stöcklin, J (1968) Structural history and tectonics of Iran, American Association of Petroleum Geologists Bulletin, Vol. 52 (7): 1229-1258.

Geology and Genesis of the Baba-Mohammad Celestite Deposit in boundary of Gachsaran and Mishan Formations, Kohgiluyeh and Boveirahmad province

Gh. Rostami Paydar[1]*, A.Taherzadeh[2] and M. Adelpour[3]

1,3- Dept. of geology, College of sciences, Ahvaz branch, Islamic Azad University, Ahvaz, Iran
2-Dept. of geology, Behbahan branch, Islamic Azad University, Ahvaz, Iran

* rostamigsi2006@gmail.com

Recieved: 2015/10/4 Accepted: 2016/3/1

Abstract

The Baba-Mohammad celestite deposit is located in southwest Iran and 18km south of Gachsaran city. In these area celestite horizons is located at the contact zone of Gachsaran and Mishan formations. Based on the shape and arrangement of celestite in the evaporitic sequence, the genesis of major part is believed to be diagenetic; while a small part has been probably formed synsedimentarily by saturation of strontium ions in solutions of evaporitic environment. According to the abundance of gypsum in evaporitic environment and abundance of sulfate ions in water and low rates of strontium sulfate solubility in comparison with calcium sulfate, strontium sulphate (celestite) was formed due to the presence of strontium ions in the environment. The source of strontium is seawater or brines originated from sea water. In this way the initially mineralizing fluid is created in sabkha through the evaporation of sea water and as the brines enters into the underlying sediments, then leached significant amounts of strontium from the host sediments. When these strontium rich fluids are evacuated into the surface layer that includes carbonate and gypsum. Celestite sedimentation is occurred by the replacement of existing minerals and also through the incorporation of mineralizing fluid with sulphate-rich brines, which have been trapped inside the layers. Existence of celestite crystals along with the typical crystal habit (figure/shape) of anhydrite and gypsum indicates the replacement of these minerals by celestite. According to field observations, geological, mineralization, geochemical studies and analysis of sediment facies the Baba-Mohammad celestite deposit is a sedimentary-diagenetic deposit.

Keywords: Gachsaran, celestite, sedimentary- diagenetic, Baba-Mohammad deposit.